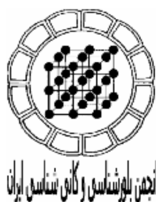
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ اول، بهار ۹۷، از صفحهٔ ۳ تا ۱۸



مطالعه شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی سنگ‌های کیانیت‌دار در مجموعه دگرگونی منطقه همدان

فریبا کردی، علی اصغر سپاهی*، لیلی ایزدی کیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا

(دریافت مقاله: ۹۵/۱۱/۱۲، نسخه نهایی: ۹۶/۲/۳۰)

چکیده: منطقه مورد بررسی در استان همدان و در همسایگی ژرف توده الوند در پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد. در همسایگی این توده انواع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای از درجه پائین تا بالا وجود دارد که شامل انواع شیست‌ها، هورنفلس‌ها و میگماتیت-هاست. گرچه سنگ‌های کیانیت‌دار از نظر وسعت، مجموعه سنگی عمده‌ای را تشکیل نمی‌دهند اما به صورت‌های گوناگون (هورنفلس، میگماتیت، رگه‌های کوارتز-کیانیت) برونزد دارند. کیانیت در این سنگ‌ها همراه با کانی‌های دیگر دگرگونی از جمله آندالوزیت، سیلیمانیت، استارولیت و گاهی کردیریت به همراه زمینه‌ای از بیوتیت، مسکویت، کوارتز و گاهی پلاژیوکلاز یافت می‌شود. کیانیت‌های منطقه همدان را می‌توان از نظر چگونگی تشکیل به سه دسته اصلی تقسیم کرد: ۱- کیانیت‌های موجود در متن سنگ، ۲- کیانیت‌های رشد یافته در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت و ۳- کیانیت‌های تبلور یافته در رگه‌های آلومینوسیلیکات‌دار. از آنجاکه رشد همزمان سه‌تایی یا دوتایی آلومینوسیلیکات‌ها در مقاطع نازک دیده نمی‌شود، می‌توان گفت که آلومینوسیلیکات‌ها در وقایع دگرگونی مختلف و در چند نوبت شکل گرفته‌اند. دگرگونی ناحیه‌ای منطقه بیشتر به نوع بوچان شباهت دارد، اما اضافه شدن کیانیت به مجموعه کانی-شناسی سنگ‌ها در بعضی نقاط، مجموعه دگرگونی را متمایل به نوع بارووین کرده است. ترکیب گارنت‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی بیشتر در قطب آلماندن-اسپسارتین، ترکیب بیوتیت‌ها در محدوده‌ی سیدروفیلیت و ترکیب پلاژیوکلاز از نوع آندزین است و استارولیت‌های منطقه دارای ترکیبی غنی از آهن هستند. بر اساس دماسنجی با استفاده از تک کانی بیوتیت، بیوتیت‌های موجود در مزوسوم میگماتیت‌ها و هورنفلس‌های کیانیت‌دار دره سیمین به ترتیب میانگین دمایی در حدود ۶۳۳ و ۵۸۷ درجه سانتی‌گراد و بیوتیت‌های موجود در هورنفلس‌های کیانیت‌دار مریانج، دمای ۴۸۳ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. بر اساس دماسنجی به روش تبادل کاتیونی زوج کانی گارنت- بیوتیت، میانگین دمای هورنفلس‌های کیانیت‌دار منطقه مریانج در حدود ۵۲۴ درجه سانتی‌گراد و میانگین دمای میگماتیت‌ها و هورنفلس‌های کیانیت‌دار دره سیمین به ترتیب در حدود ۶۱۸ و ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد. در فشارسنجی با استفاده از سامانه‌های GPBQ و GASP فشار میگماتیت‌های کیانیت‌دار به ترتیب در حدود ۳٫۸ و ۴٫۱ کیلو بار برآورد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: *همدان؛ دما- فشارسنجی؛ شیمی کانی؛ میگماتیت؛ هورنفلس؛ کیانیت.*

مقدمه

یکی از اهداف مهم بررسی‌های دگرگونی برآورد دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی، به منظور شناسایی شرایط زمین ساختی پوسته در هنگام دگرگونی است. محاسبات دما- فشارسنجی بیشتر بر اساس شرایط تعادلی و روابط ترمودینامیکی روی کانی‌های مورد نظر انجام می‌گیرد [1].

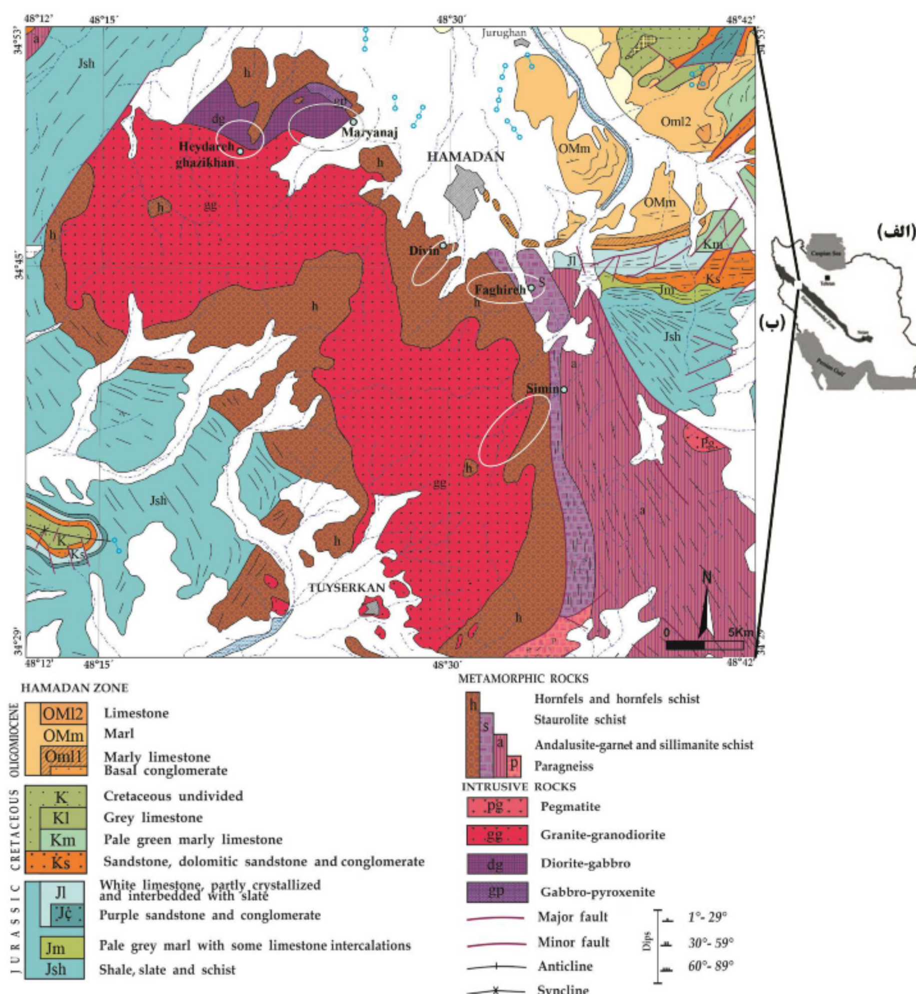
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۸۱۳۸۳۸۱۴۶، پست الکترونیکی: aasepahi@gmail.com

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

بیشتر دماسنج‌ها واکنش‌های تبادل آهن و منیزیم، بین کانی‌های در حال تعادل با یکدیگر است [۲]. با استفاده از ترکیب کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، موسکویت و کوارتز در سنگ‌های دگرگونی می‌توان فشارسنجی و دماسنجی انجام داد [۱-۵]. در منطقه همدان، مهم‌ترین انواع سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای اسلیت، فیلیت، انواع شیست‌ها، آمفیبولیت و میگماتیت‌ها هستند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل انواع شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها هستند. تاکنون بررسی‌های بسیاری بر سنگ‌های دگرگونی منطقه صورت گرفته است [۶-۱۰]، در بررسی‌های پیشین دما- فشارسنجی سنگ‌های کیانیت‌دار به طور ویژه کمتر مورد توجه قرار گرفته است، لذا در این پژوهش هدف آن است که با استفاده از شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی سنگ‌های کیانیت‌دار، تاریخچه دگرگونی آنها مورد بررسی قرار گیرد.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

منطقه مورد بررسی در عرض جغرافیایی ۲۹´ ۳۴° و ۵۳´ ۳۴° شمالی و طول‌های جغرافیایی ۱۲´ ۴۸° و ۴۲´ ۴۸° شرقی قرار دارد. مناطق دیوین، مریانج، فقیره، سیمین و حیدره قاضی خان از مناطق نزدیک به برونزدهای مورد بررسی هستند. از نظر زمین‌شناسی، منطقه همدان در پهنه سنندج- سیرجان واقع است که با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی در حد فاصل پهنه‌های ایران مرکزی و زاگرس قرار دارد (شکل ۱ الف). توده گرانیتوئیدی الوند در این منطقه جای دارد. پهنه سنندج- سیرجان از سمت جنوب‌غرب به شمال‌شرق به زیر پهنه‌های زیر تقسیم‌بندی شده است: ۱-پهنه رادیولاریتی، ۲-پهنه بیستون، ۳-پهنه افیولیتی، ۴-پهنه حاشیه‌ای و ۵-پهنه با دگرشکلی پیچیده [۱۱]. در این تقسیم‌بندی منطقه همدان در پهنه با دگرشکلی پیچیده قرار می‌گیرد.

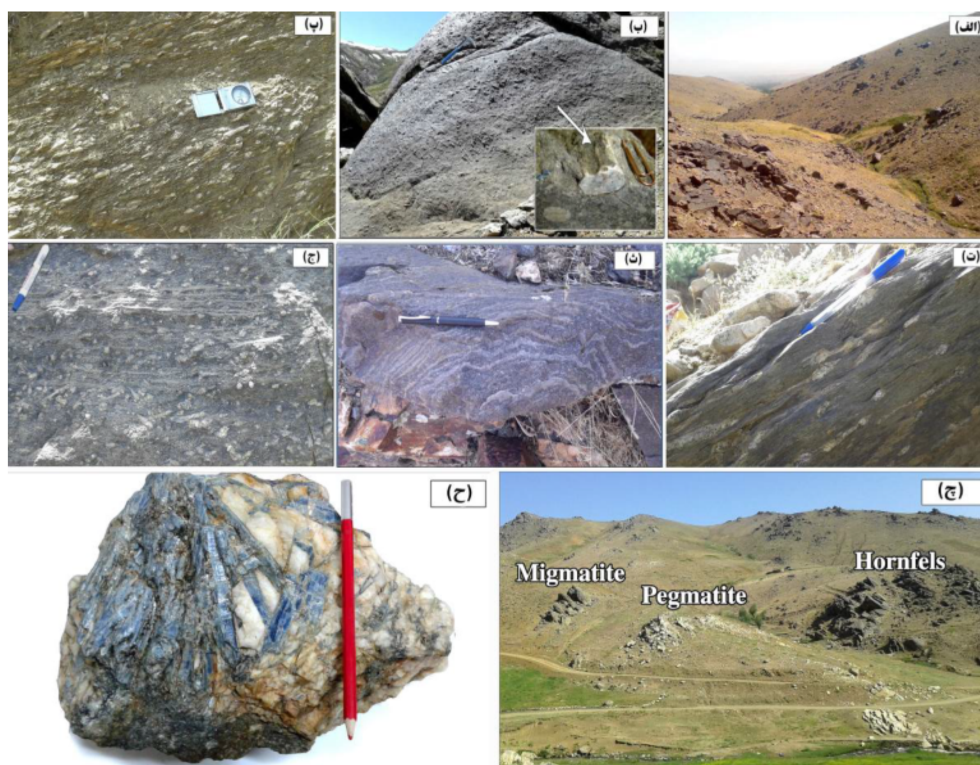


شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در پهنه سنندج- سیرجان، ب) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ژرف توده الوند و واحدهای دگرگونی پیرامون آن بیضی‌های روی شکل مناطق نمونه‌برداری را نشان می‌دهند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

سنگ میزبان توده الوند، ابتدا در اثر گرما و فشار ناحیه‌ای دچار دگرگونی دینامیکی - گرمایی و سپس در مرحله بعدی دستخوش دگرگونی مجاورتی شده است [۷]. توده‌های عامل این دگرگونی‌ها شامل انواع مختلف بازی تا اسیدی است. در شرق الوند گستره وسیعی از سنگ‌های دارای سیلیکات آلومینیوم دیده می‌شود. ولی در غرب الوند دگرگونی مجاورتی بسیار ساده است و سیلیکات‌های آلومینیوم تنها در نزدیکی توده ظاهر شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در حاشیه شرقی مجموعه ژرف توده‌ای الوند، شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها هستند، که در اثر گرمای توده و سیالات ناشی از آن دچار دگرگونی مجاورتی شده‌اند. دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان از نوع فشار کم بوده اما با اضافه شدن کیانیت به مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌ها در بعضی نقاط، مجموعه دگرگونی را به سوی باروین متمایل ساخته است. در این پژوهش بیشتر بررسی سنگ‌های دگرگونی حاشیه شرقی و شمال‌شرقی ژرف توده الوند که شامل هورنفلس‌ها و میگماتیت‌هاست (شکل۱ ب)، مد نظر است.

سنگ‌های کیانیت‌دار منطقه همدان را می‌توان از نظر چگونگی تشکیل به سه دسته تقسیم کرد: ۱- کیانیت‌های موجود در متن سنگ، که در هورنفلس‌های مناطق دیوین، مریانج و حیدره قاضی خان دیده می‌شوند (شکل۲ الف). در این سنگ‌ها کیانیت فقط در مقیاس میکروسکوپیکی قابل تشخیص است. ۲- دسته دوم: کیانیت‌های رشد یافته در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت که در میگماتیت‌های منطقه سیمین دیده می‌شوند (شکل۲ ب)، این فرآیند (تبدیل آندالوزیت به کیانیت) را فقط در پهنه‌های برشی این منطقه می‌توان مشاهده کرد (شکل‌های ۲ پ و ت)، میگماتیت‌های این منطقه دارای بخش‌های ملانوسوم و لوکوسوم و قابل تفکیک هستند (شکل‌های ۲ ث و ج). در این منطقه، هورنفلس‌ها، پگماتیت‌ها و میگماتیت‌ها را می‌توان در کنار هم مشاهده کرد (شکل۲ چ). تشکیل کیانیت در پورفیروبلاست‌های آندالوزیت می‌تواند در اثر تنش موجود در پهنه‌های برشی باشد، چرا که در خارج از پهنه‌های برشی این تغییرات در پورفیروبلاست‌های آندالوزیت دیده نمی‌شود. ۳- کیانیت‌های تبلور یافته در رگه-های آلومینوسیلیکات‌دار که در منطقه فقیره- چشین دیده می‌شود (شکل۲ ح).



شکل۲ الف) هورنفلس‌های منطقه دیوین، ب)کیانیت در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت منطقه سیمین، پ و ت) تبدیل آندالوزیت به کیانیت در میگماتیت‌های پهنه‌های برشی منطقه سیمین، ث و ج) نمونه‌هایی از بافت چین‌خورده همراه با بخش‌های ملانوسوم و لوکوسوم در میگماتیت‌های منطقه سیمین، چ) نمایی از همبری هورنفلس‌ها، پگماتیت‌ها و میگماتیت‌ها در منطقه سیمین، ح) رگه کوارتز- کیانیت موجود در هورنفلس‌های منطقه فقیره.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

در منطقه همدان رگه‌های مختلفی وجود دارد که در حالت کلی در بخش‌های دارای درجه دگرگونی متوسط و بالا، یعنی شیست‌ها، پراکندگی بیشتری دارند. گروه دیگری از رگه‌ها، رگه‌های کوارتزی هستند که دارای انواع سیلیکات‌های آلومینیم هستند، انواع مختلفی از این رگه‌ها در منطقه وجود دارد، که بیشتر آن‌ها آندالوزیت‌دار هستند. هرچند فقط در مناطق محدودی کیانیت بیشترین یا حتی گاهی تنها نوع آلومینوسیلیکات موجود در رگه‌ها را تشکیل می‌دهد. در حقیقت بین سنگ‌های کیانیت‌دار منطقه و حضور رگه‌های کوارتز- کیانیت، یک رابطه پیدایشی وجود دارد به طوری که هورنفلس‌های کیانیت‌دار تنها در اطراف رگه‌ها مشاهده می-شوند و در اطراف این رگه‌ها در سنگ میزبان نیز مقداری آلومینوسیلیکات از همان نوع موجود در رگه دیده می‌شود [۱۲]. به طور کلی در تشکیل کیانیت در متن سنگ، درون پورفیروبلاست‌های آندالوزیت و در رگه‌های منطقه همدان فرآیندهای زمین‌ساختی حاکم در منطقه نیز می‌توانند مؤثر باشند، به طوری که در نواحی‌ای که ترکیب شیمیایی سنگ مناسب برای تبلور کیانیت بوده است (مانند پورفیروبلاست‌های آندالوزیت که تبدیل به کیانیت شده‌اند) فرآیندهای زمین-ساختی با افزایش فشار (تنش) موجب تشکیل کیانیت شده‌اند و نیز سیالات دارای ترکیب شیمیایی مناسب تشکیل کیانیت، در پهنه‌های برشی منطقه رسوخ نموده و در اثر فشار حاکم در منطقه رگه‌های کیانیت‌دار را تشکیل داده‌اند [۱۲].

روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش طی عملیات صحرایی، حدود ۲۵۰ نمونه دستی برداشت و از این نمونه‌ها، تعداد ۵۰ نمونه مقطع نازک برای بررسی‌های میکروسکوپیکی تهیه شد. تجزیه نقطه-ای بر روی ۵ مقطع نازک از انواع مختلف میگماتیت، هورنفلس و پگماتیت صورت گرفت که طی آن کانی‌های بیوتیت (۶ نقطه)، گارنت (۱۸ نقطه)، پلاژیوکلاز (۳نقطه) و استارولیت (۳ نقطه) مورد بررسی قرار گرفتند. این تجزیه‌ها، توسط شرکت فرآوری مواد معدنی کرج با دستگاه تجزیه نقطه‌ای مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه، در شرایط ولتاژ kV ۱۵، فشار torr ۴×۱۰^{-۷} و جریان ۲۰A انجام شد.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های مورد بررسی در این پژوهش بیشتر شامل مجموعه‌ای از هورنفلس‌ها و میگماتیت‌هاست البته در اینجا بیشتر سنگ-های کیانیت‌دار مورد توجه هستند. سنگ‌نگاری انواع هورنفلس‌ها و میگماتیت‌های موجود در منطقه به شرح زیر است:

آندالوزیت هورنفلس: این سنگ‌ها در مناطق مریانج و دیوین و سیمین یافت می‌شوند که از نظر بافتی و نیز ویژگی‌های ماکروسکوپیکی بسیار شبیه به هم هستند. مجموعه کانی‌های هورنفلس‌های آندالوزیت‌دار شامل بیوتیت، کوارتز، آندالوزیت، فیبرولیت (سیلیمانیت)، گارنت و مقادیر کمی مسکویت است.

گارنت- آندالوزیت هورنفلس: این سنگ‌ها در مناطق مریانج و دیوین دیده می‌شوند، رنگ آنها خاکستری تیره و بافت میکروسکوپیکی آن پورفیروبلاستی است. کانی‌های اصلی سنگ شامل کوارتز، بیوتیت، آندالوزیت صلیبی (کیاستولیت) و گارنت همراه با کانی فرعی مسکویت هستند (شکل ۳ الف).

گارنت- فیبرولیت (سیلیمانیت) هورنفلس: رنگ این سنگ خاکستری تیره و بافت آن پورفیری ریزدانه‌ای است، این سنگ از کانی‌های اصلی بیوتیت، فیبرولیت، گارنت و کوارتز تشکیل شده است و مسکویت به همراه کانی‌های کدر کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند و گارنت به صورت بلورهای بی شکل دیده می‌شود (شکل ۳ ب).

گارنت- فیبرولیت- کردیریت هورنفلس: رنگ سنگ خاکستری تیره و بافت آن پورفیری ریزدانه‌ای است، از کانی-های اصلی بیوتیت، کردیریت، فیبرولیت، گارنت، کوارتز و آندالوزیت تشکیل شده است و مسکویت به همراه کانی‌های کدر کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند. آندالوزیت و گارنت به صورت بی شکل هستند و کردیریت‌ها به خوبی رشد نکرده‌اند (شکل ۳ پ).

سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس: این هورنفلس‌ها در مناطق جنوب مریانج، فقیره و سیمین دیده می‌شوند. این هورنفلس‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند و کیانیت فقط در مقیاس میکروسکوپیکی قابل تشخیص است. بافت سنگ ریزدانه‌ای است (شکل ۳ ت) و کانی‌های اصلی سنگ شامل کیانیت، بیوتیت، کوارتز، استارولیت، آندالوزیت، مسکویت، گارنت و فیبرولیت سیلیمانیت هستند. در واقع کیانیت در این سنگ‌ها به صورت نیمه پایدار تشکیل شده است و در تعادل کامل با سایر فازهای آلومینوسیلیکات نیست.

کردیریت کیانیت هورنفلس: از جمله مناطقی که می‌توان کردیریت کیانیت هورنفلس‌ها را مشاهده کرد منطقه دیوین

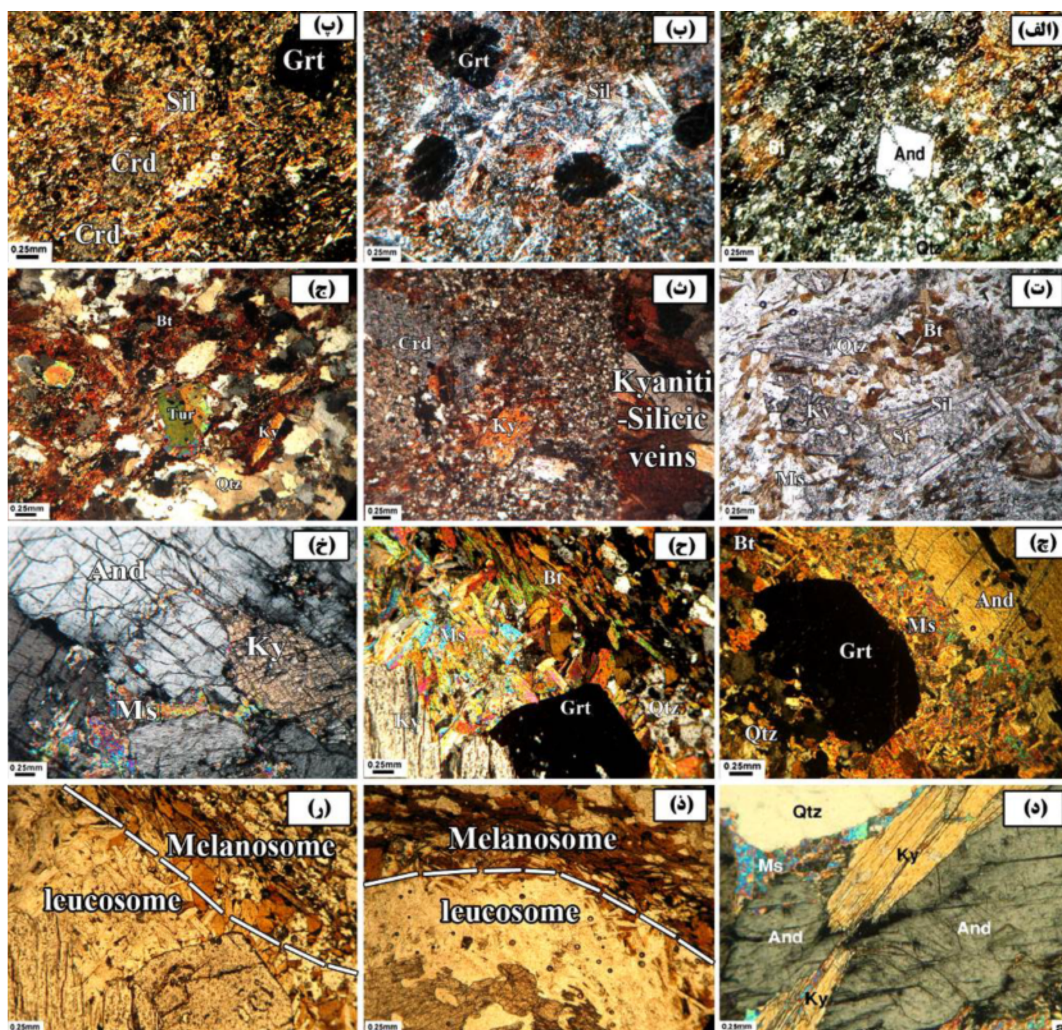
[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

است این سنگ‌ها بافت ریزدانه‌ای دارند و دارای کانی‌های اصلی کردیریت، بیوتیت، کوارتز، کیانیت و مسکویت و کانی فرعی تورمالین و کانی‌های کدر هستند. حضور کیانیت در این سنگ‌ها مربوط به دگرگونی ناحیه‌ای پیشین است و کردیریت در دگرگونی مجاورتی بعدی تشکیل شده است (شکل۳ ث).

کیانیت هورنفلس: این سنگ‌ها گسترش محدود داشته و یکی از ویژگی‌های مهم این سنگ‌ها ارتباط تنگاتنگ آن‌ها با رگه‌های کوارتز- کیانیت‌داری است که آن‌ها را قطع کرده‌اند (شکل۳ ج). این سنگ‌ها بافت ریزدانه‌ای دارند و دارای کانی‌های اصلی بیوتیت، کوارتز، کیانیت و مسکویت، کانی فرعی تورمالین و کانی‌های کدر هستند.

سنگ‌نگاری انواع میگماتیت‌های منطقه به شرح زیر است:

سیلیمانیت- آندالوزیت- استارولیت- گارنت میگماتیت: میگماتیت‌ها را می‌توان در منطقه سیمین مشاهده کرد، بافت این سنگ در مقیاس میکروسکوپیکی پورفیروی ریزدانه‌ای است (شکل۳ چ). بخش‌های ملانوسوم و لوکوسوم در این سنگ‌ها متمایزند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ عبارتند از کوارتز، بیوتیت، آندالوزیت، گارنت، استارولیت، سیلیمانیت، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و مسکویت. گارنت بی شکل و آندالوزیت‌ها به صورت پورفیروبلاست‌های درشت و نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند.



شکل۳ تصاویر میکروسکوپیکی از الف) گارنت- آندالوزیت هورنفلس در منطقه دیوین، ب) گارنت- فیبرولیت هورنفلس در منطقه مریانج، پ) گارنت- فیبرولیت- کردیریت هورنفلس در منطقه مریانج، ت) سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس در منطقه مریانج، ث) کردیریت کیانیت هورنفلس در منطقه دیوین، ج)کیانیت هورنفلس در منطقه فقیره، چ)سیلیمانیت- آندالوزیت- استارولیت- گارنت میگماتیت در منطقه سیمین و ح) سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت در منطقه سیمین. (خ، د، ذ، ر) تصاویر (ت، ذ و ر) در نور PPL و سایر تصاویر در نور XPL گرفته شده‌اند و علائم اختصاری برگرفته از مرجع [۱۳] هستند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت: این سنگ‌ها در نمونه دستی خاکستری و دارای ساخت پورفیروبلاستی هستند. بافت سنگ لپیدوپورفیروبلاستی و زمینه سنگ متشکل از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، مسکویت بی-شکل، پلاژیوکلاز و کانی کدر است. پورفیروبلاست‌ها ۳۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند که شامل کیانیت، استارولیت و آندالوزیت هستند. کیانیت در متن سنگ وجود ندارد و به همراه استارولیت در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت رشد کرده است. در این سنگ‌ها فرایند تبدیل آندالوزیت به کیانیت به وضوح دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ح و د).

گارنت-آندالوزیت- کردیریت میگماتیت: رنگ این سنگ در نمونه دستی خاکستری روشن و بافت آن پورفیروبلاستی است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ عبارتند از: کردیریت، کوارتز، آندالوزیت، بیوتیت، گارنت، میکروکلین، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و اسپینل و کانی‌های فرعی آن کلریت، مسکویت و کانی کدر هستند. پورفیروبلاست‌های آندالوزیت به صورت بلورهای طویل در نمونه‌دستی به خوبی قابل مشاهده‌اند. در این سنگ‌ها نیز بخش‌های لوکوسوم و ملانوسوم قابل تمایزند (شکل‌های ۳ ذ، ر).

شیمی کانی‌ها

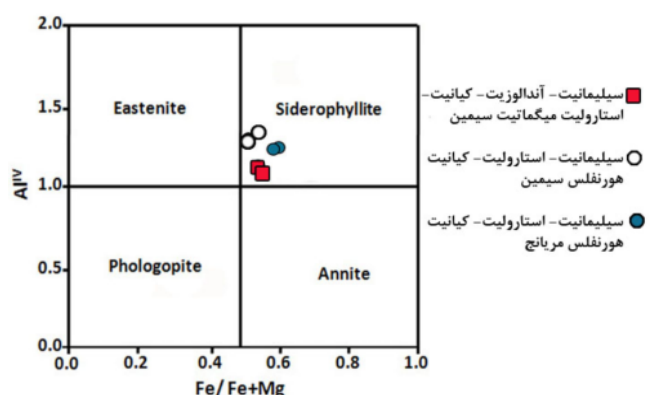
بیوتیت: به منظور بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیت موجود در سنگ‌های مورد بررسی، تعداد ۶ نقطه، تجزیه شد (جدول ۱). بر پایه تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده بر بیوتیت‌های منطقه و با توجه به نمودار ترکیب بیوتیت‌ها، همه بیوتیت‌های منطقه در ناحیه سیدروفیلیت قرار دارد (شکل ۴). مقدار کاتیون Ti در بیوتیت‌های تجزیه شده در گستره ۰٫۱۳ تا ۰٫۲۸ است. در همه بیوتیت‌های مورد بررسی از مرکز به حاشیه بر مقدار Ti افزوده می‌شود که این امر نشان دهنده افزایش دما طی تبلور بیوتیت است [۱۴].

جدول۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های منطقه و محاسبه مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن.

نمونه	سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین		سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه سیمین		سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه مریانج	
نقاط آنالیز	۱	۲	۱	۲	۱	۲
SiO_2	۳۵٫۷۹	۳۵٫۷۵	۳۵٫۹۰	۳۶٫۲۴	۳۴٫۹۶	۳۴٫۵۵
TiO_2	۲٫۴۵	۲٫۴۷	۱٫۷۴	۱٫۳۷	۱٫۱۵	۱٫۱۶
Al_2O_3	۱۸٫۹۴	۱۸٫۹۶	۱۹٫۵۵	۱۹٫۷۵	۱۹٫۹۰	۱۸٫۹۹
FeO	۱۹٫۴۹	۱۹٫۴۷	۱۷٫۸۳	۱۷٫۸۵	۱۹٫۸۲	۱۹٫۸۴
MnO	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۵۱	۰٫۰۷
MgO	۷٫۲۵	۷٫۲۹	۹٫۸۲	۹٫۸۲	۹٫۸۴	۹٫۳۷
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۰۳
Na_2O	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۳۷	۰٫۴۰	۰٫۳۹	۰٫۳۷
K_2O	۱۰٫۹۷	۱۰٫۹۵	۱۰٫۷۴	۱۰٫۹۳	۹٫۵۳	۱۰٫۴۵
Total	۹۵٫۱۸	۹۷	۹۶	۹۶٫۷۸	۹۶٫۲۶	۹۶٫۸۳

مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن

نمونه	سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین		سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه سیمین		سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه مریانج	
نقاط آنالیز	۱	۲	۱	۲	۱	۲
Si	۵٫۵۰	۵٫۵۰	۵٫۴۲	۵٫۴۲	۵٫۳۰	۵٫۳۵
Ti	۰٫۲۸	۰٫۳۰	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۱۴
Al(iv)	۲٫۵۰	۲٫۵۰	۲٫۵۸	۲٫۵۸	۲٫۷۰	۲٫۱۵
Al(vi)	۰٫۹۳	۰٫۹۰	۰٫۸۹	۰٫۹۰	۰٫۸۶	۰٫۸۲
Fe	۲٫۵۱	۲٫۵۰	۲٫۲۵	۲٫۲۳	۲٫۵۱	۲٫۵۷
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۱
Mg	۱٫۶۶	۱٫۷	۲٫۲۱	۲٫۱۹	۲٫۲۲	۲٫۱۶
Ca	۰۰٫۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۱
K	۲٫۱۵	۲٫۱	۲٫۰۷	۲٫۰۹	۱٫۸۴	۲٫۰۶
Totals	۱۵٫۵۸	۱۵٫۵۹	۱۵٫۷۳	۱۵٫۷۴	۱۵٫۷۷	۱۵٫۸۷
Mg / (Fe + Mg)	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۵	۰٫۴۶



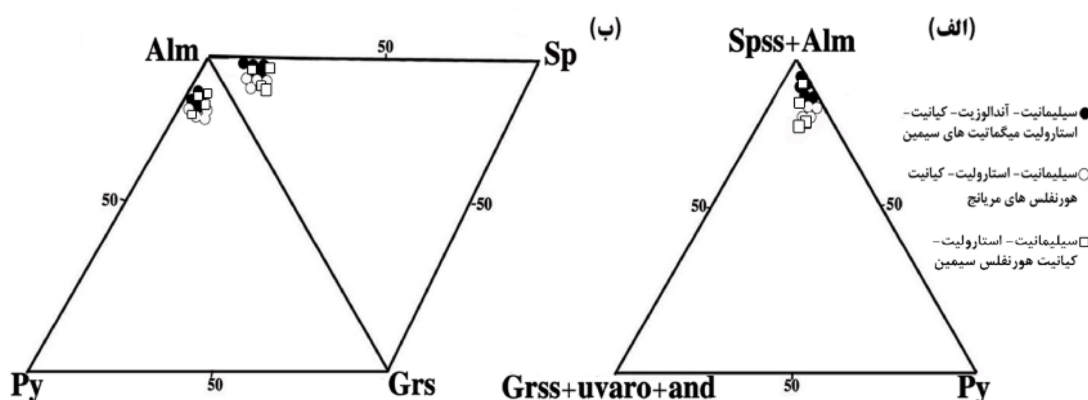
شکل۴ تقسیم‌بندی بیوتیت‌های سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت، سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه سیمین و سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه مریانج بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۴].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

گارنت: به منظور بررسی ترکیب شیمیایی گارنت‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی، تعداد ۱۸ نقطه تجزیه شد (جدول ۲). بر پایه تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده بر گارنت‌های منطقه و تصویر کردن ترکیب آنها بر نمودار تقسیم‌بندی گارنت‌ها (شکل ۵)، ترکیب آنها بیشتر در قطب آلماندین- اسپسارتین متمرکز است. در شکل ۶، ترکیب دو بلور گارنت در هورنفلس‌ها و میگماتیت‌های منطقه سیمین از مرکز به حاشیه بررسی شده همان‌گونه که نشان داده شده است دیده می‌شود که عناصر Mn و Ca از مرکز به سمت حاشیه کاهش می‌یابند، در حالی که عنصر Fe به سمت حاشیه افزایش می‌یابد و عنصر Mg در هورنفلس از مرکز به سمت حاشیه افزایش و در میگماتیت کاهش می‌یابد. این تغییرات را می‌توان به رشد چند مرحله‌ای کانی‌ها در این سنگ‌ها نسبت داد.

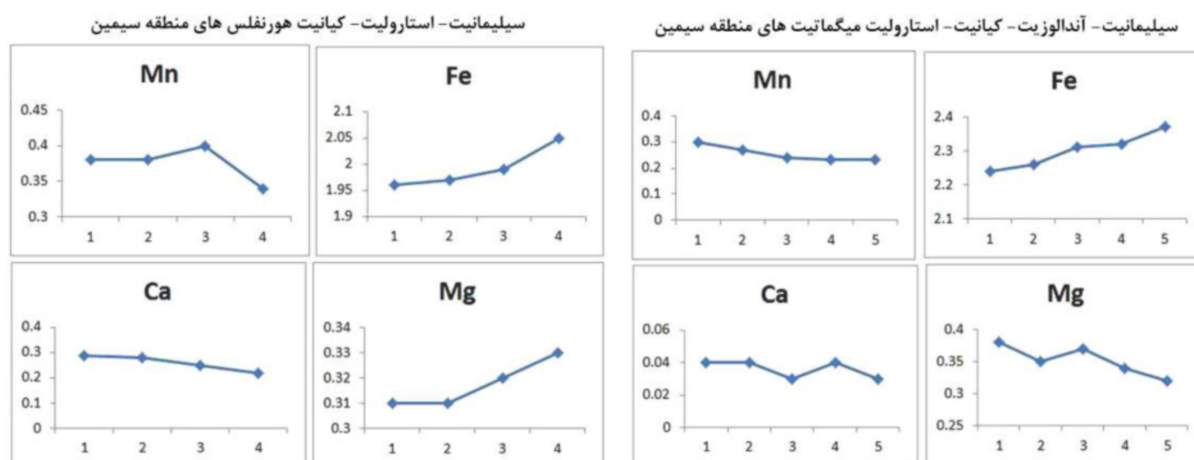
جدول۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای گارنت‌های منطقه و محاسبه مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۱۲ اکسیژن.

نمونه	سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه سیمین				سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین					سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه مریانج			
نقاط آنالیز	۱(مرکز)	۲	۳	۴(حاشیه)	۱(مرکز)	۲	۳	۴	۵(حاشیه)	۱(مرکز)	۲	۳	۴(حاشیه)
SiO_2	۳۷٫۳۷	۳۷٫۱۱	۳۶٫۶۲	۳۶٫۷۰	۳۶٫۲۵	۳۶٫۴۰	۳۶٫۴۱	۳۶٫۴۸	۳۶٫۰۵	۳۵٫۷۳	۳۵٫۵۸	۳۵٫۵۱	۳۵٫۴۶
TiO_2	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۰
Al_2O_3	۲۱٫۵۶	۲۱٫۳۰	۲۱٫۱۵	۲۱٫۱۴	۲۱٫۴۹	۲۱٫۶۹	۲۱٫۶۱	۲۱٫۸۵	۲۲٫۰۵	۲۱٫۱۲	۲۱٫۰۶	۲۱٫۱۲	۲۰٫۹۴
FeO	۲۹٫۲۰	۲۹٫۱۳	۲۹٫۱۰	۲۹٫۹۵	۳۲٫۸۱	۳۳٫۰۴	۳۳٫۸۶	۳۴٫۲۱	۳۴٫۷۸	۲۹٫۷۸	۳۱٫۰۱	۳۳٫۳۶	۳۴٫۷۴
MnO	۵٫۵۵	۵٫۵۴	۵٫۸۱	۴٫۹۷	۴٫۲۶	۳٫۸۴	۳٫۵۱	۳٫۲۹	۳٫۳۲	۹٫۴۵	۷٫۳۸	۴٫۶۴	۳٫۵۳
MgO	۲٫۵۷	۲٫۶۰	۲٫۶۱	۲٫۷۱	۳٫۱۳	۲٫۹۱	۳٫۰۴	۲٫۸۳	۲٫۶۶	۱٫۹۶	۲٫۱۶	۲٫۶۱	۲٫۵۸
CaO	۳٫۳۴	۳٫۲۵	۲٫۸۵	۲٫۴۶	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۰	۰٫۴۲	۰٫۴۰	۰٫۹۶	۱٫۱۷	۱٫۲۳	۱٫۱۲
Na_2O	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۷۲	۹۹٫۰۸	۹۸٫۳۵	۹۸٫۰۲	۹۸٫۴۴	۹۸٫۳۴	۹۸٫۸۷	۹۹٫۱۱	۹۹٫۲۹	۹۹٫۱۲	۹۸٫۴۵	۹۸٫۵۵	۹۸٫۳۸
مقدار کاتیون‌ها بر اساس۱۲ اکسیژن													
Si	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۲٫۹۹	۳٫۰۰	۲٫۹۶	۲٫۹۷	۲٫۹۷	۲٫۹۶	۲٫۹۳	۲٫۹۴	۲٫۹۴	۲٫۹۳	۲٫۹۳
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۲٫۰۴	۲٫۰۳	۲٫۰۳	۲٫۰۴	۲٫۰۷	۲٫۰۹	۲٫۰۷	۲٫۰۹	۲٫۱۲	۲٫۰۵	۲٫۰۵	۲٫۰۵	۲٫۰۴
Fe	۱٫۹۶	۱٫۹۷	۱٫۹۹	۲٫۰۵	۲٫۲۴	۲٫۲۶	۲٫۳۱	۲٫۳۲	۲٫۳۷	۲٫۰۵	۲٫۱۴	۲٫۳۰	۲٫۴۰
Mn	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۳۴	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۶۶	۰٫۵۲	۰٫۳۲	۰٫۲۵
Mg	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۳۸	۰٫۳۵	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۲۴	۰٫۲۷	۰٫۳۲	۰٫۳۲
Ca	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۰
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Totals	۷٫۹۸	۷٫۹۹	۷٫۹۹	۷٫۹۸	۸٫۰۰	۷٫۹۸	۸٫۰۰	۷٫۹۹	۸٫۰۱	۸٫۰۴	۸٫۰۳	۸٫۰۴	۸٫۰۵
Almandine	۰٫۶۷	۰٫۶۷	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۰٫۷۶	۰٫۷۷	۰٫۷۸	۰٫۷۹	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۷۱	۰٫۷۵	۰٫۷۸
Pyrope	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۰
Spessartine	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۰۸
Grossular	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳



شکل۵ تقسیم‌بندی گارنت‌های سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت های سیمین و سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس های مریانج بر اساس ترکیب شیمیایی (Alm: آلماندین، Sp: اسپسارتین، Grs: گراسولار، Py: پیروپ، uvaro: اوارویت، and: آندرادیت) [۱۴].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]



شکل۶ تغییرتمرکز عناصر در ترکیب از مرکز به حاشیه در سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت و سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس های منطقه سیمین، نقاط ۱ تا ۵ به ترتیب نقاط تجزیه شده از کانی هستند، نقاط ۱ ترکیب مرکز گارنت و نقطه ۴ و ۵ ترکیب حاشیه گارنت هستند.

استارولیت: به منظور بررسی ترکیب شیمیایی استارولیت موجود در سنگ‌های مورد بررسی، تعداد ۳ نقطه استارولیت، مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت (جدول ۳ الف). ترکیب به دست آمده از تجزیه نقطه‌ای نشان داد که استارولیت‌های منطقه دارای ترکیبی غنی از آهن هستند (شکل ۷).

جدول۳ نتایج تجزیه نقطه ای الف) استارولیت‌ها و محاسبه مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۴۸ اکسیژن و ب) پلاژیوکلازها و محاسبه مقدار کاتیون ها بر اساس ۸ اکسیژن.

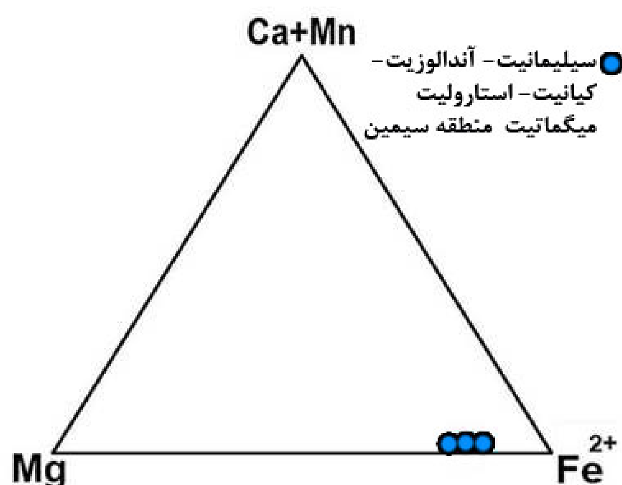
(الف)

نمونه	سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین		سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه سیمین
نقاط آنالیز	۱	۲	۱
SiO_2	۲۷٫۷۹	۲۸٫۱۴	۲۷٫۴۶
TiO_2	۰٫۰۴	۰٫۳۶	۰٫۳۶
Al_2O_3	۵۳٫۸۷	۵۴٫۴۳	۵۴٫۵۴
FeO	۱۳٫۷۵	۱۳٫۶۲	۱۳٫۳۳
MnO	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۲
MgO	۱٫۶۶	۱٫۵۶	۱٫۶۱
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na_2O	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۰۹
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Total	۹۷٫۴۲	۰۹۸٫۳	۹۷٫۶۲
	مقدار کاتیون‌ها براساس۴۸ اکسیژن		
Si	۸٫۰۷	۸٫۰۹	۷٫۹۵
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۷
Al	۱۸٫۴۵	۱۸٫۴۴	۱۸٫۶۱
Fe	۳٫۳۴	۳٫۲۷	۳٫۲۲
Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵
Mg	۰٫۷۱	۰٫۶۶	۰٫۶۹
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۵
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۳۰٫۷۱	۳۰٫۶۱	۳۰٫۶۸

(ب)

نمونه	سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین		
نقاط آنالیز	۱	۲	۳
SiO_2	۵۶٫۳۴	۵۶٫۱۰	۵۵٫۴۶
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲
Al_2O_3	۲۷٫۰۹	۲۷٫۵۰	۲۷٫۲۸
FeO	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
CaO	۹٫۵۵	۹٫۸۷	۹٫۸۳
Na_2O	۶٫۸۸	۶٫۴۷	۶٫۵۸
K_2O	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۷
Total	۹۹٫۹۹	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۲۵
	مقدار کاتیون‌ها بر اساس ۸ اکسیژن		
Si	۲٫۵۳	۲٫۵۲	۲٫۵۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۴۳	۱٫۴۵	۱٫۴۶
Fe	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۷
Na	۰٫۶۰	۰٫۵۶	۰٫۵۷
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۵٫۰۴	۵٫۰۲	۵٫۰۴

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

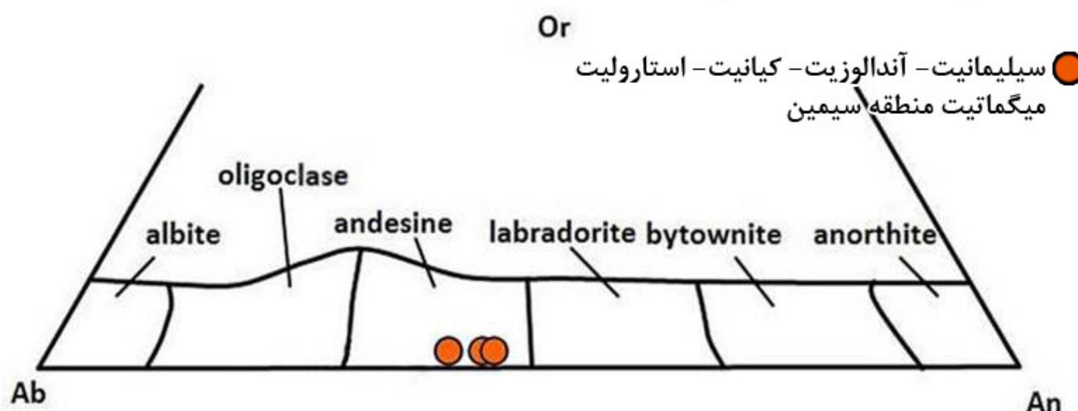


شکل۷ تقسیم‌بندی استارولیت‌های سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت های منطقه سیمین بر حسب ترکیب شیمیایی.

فلدسپارها: به منظور بررسی ترکیب شیمیایی فدسپارهای موجود در سنگ‌های مورد بررسی، تعداد ۳ نقطه پلاژیوکلاز، مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت (جدول۳ ب) ترکیب به دست آمده از تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز، بر اساس نمودار تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها [۱۴] در محدوده‌ی آندزین قرار دارد (شکل ۸).

دما- فشارسنجی

روش‌های دماسنجی و فشارسنجی را تنها زمانی می‌توان به کار برد که بافت کانی‌ها در سنگ و روابط کنارزایی بین کانی‌های موجود در سنگ به خوبی مشخص باشند و به علاوه بتوان نشان داد که مجموعه کانی‌های سنگ مورد بررسی در حالت غیرتعادلی نیستند، بنابر این در انتخاب کانی‌ها به عنوان کنارزا باید شرایط تعادل وجود داشته باشد [۱۵،۱۶]. در این پژوهش از دما- فشارسنجی کاتیونی استفاده شد. به این منظور از ترکیب حاشیه کانی‌های در حال تعادل استفاده شد. یکی از این روش‌ها برای تعیین دما، استفاده از روش تبادل کاتیونی بین گارنت و بیوتیت است. برای این منظور از ترکیب شیمیایی حاشیه بیوتیت‌های اولیه موجود در زمینه سنگ که در نزدیکی گارنت قرار دارند استفاده شد. روش‌های استفاده شده برای دما- فشارسنجی در این پژوهش عبارتند از: ۱) دماسنجی با استفاده از تک‌کانی بیوتیت، ۲) دماسنجی با استفاده از تبادل کاتیونی بین جفت کانی‌ها مانند زوج کانی گارنت- بیوتیت (متداول‌ترین زمین دماسنج) و ۳) فشارسنجی با استفاده از واکنش‌های انتقالی محض (مانند تعادل ترمودینامیکی کانی‌های گارنت – پلاژیوکلاز – بیوتیت – کوارتز (سامانه GPBQ) و تعادل ترمودینامیکی کانی‌های گارنت – پلاژیوکلاز – آلومینوسیلیکات-کوارتز (سامانه GPAQ).



شکل۸ تقسیم‌بندی پلاژیوکلازهای سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت های منطقه سیمین بر اساس ترکیب‌شیمیایی [۱۴].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

دماسنجی با استفاده از تک کانی بیوتیت

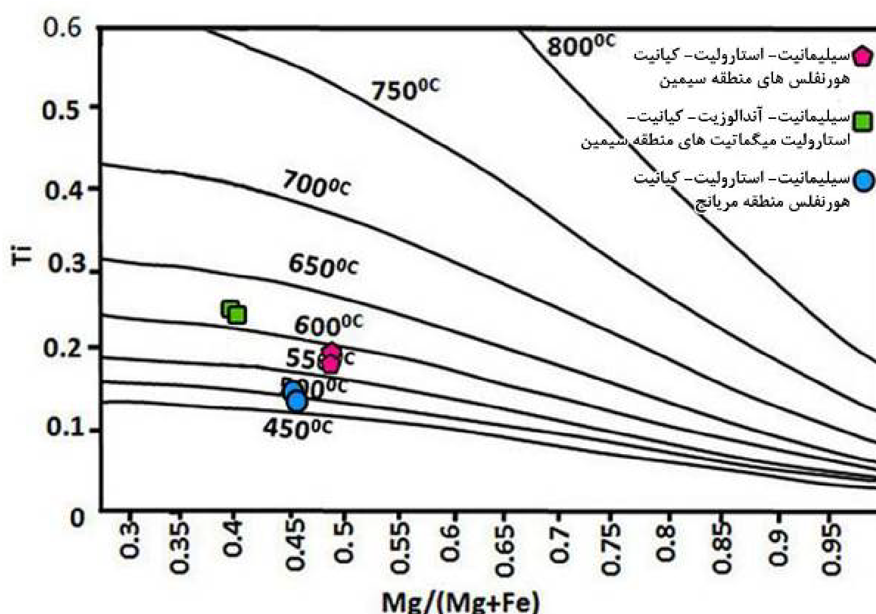
کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti در سنگ‌های دگرگونی محسوب می‌شود. جایگزینی این عنصر در ساختار بیوتیت ارتباط مستقیمی با دما دارد [۱۸،۱۷]. در این روش برای اندازه‌گیری دما از دماسنج بیوتیت بر پایه Ti و Mg موجود در ساختار این کانی در فشار ۴ تا ۶ کیلوبار و از معادله

$$T=\{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333} \quad (۱)$$

استفاده شد. در این معادله T دما بر حسب درجه سانتی‌گراد است که با استفاده از مقدار Ti و X_{Mg} کانی بیوتیت و ضرایب ثابت a، b و c محاسبه می‌شود، بر این اساس و با توجه به داده‌های حاصل از تجزیه بلورهای بیوتیت، بیوتیت‌های موجود در میگماتیت‌ها و هورنفس‌های دره سیمین به ترتیب میانگین دمایی در حدود ۶۳۳ و ۵۸۷ درجه سانتی‌گراد و بیوتیت‌های موجود در هورنفلس‌های مریانج، دمای ۴۸۳ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (جدول ۴) و نتایج دماسنجی با استفاده از مقدار Ti نسبت به Mg/(Mg+Fe) برای این سنگ‌ها در شکل ۹ تصویر شده است.

جدول۴ نتایج دماسنجی با استفاده از تک کانی بیوتیت برای سنگ‌های دگرگونی مناطق سیمین و مریانج.

سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه سیمین			
	Xmg	Ti	T(°C)
Biotite ۱	۰/۴۹۵	۰/۱۹۵	۵۸۶
Biotite ۲	۰/۴۹۵	۰/۱۹۸	۵۸۹
سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین			
Biotite ۱	۰/۳۹۸	۰/۲۸۳	۶۳۶
Biotite ۲	۰/۳۹۹	۰/۲۹۱	۶۲۹
سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه مریانج			
Biotite ۱	۰/۴۵۷	۰/۱۳۱	۴۷۰
Biotite ۲	۰/۴۶۹	۰/۱۴۱	۴۹۶



شکل۹ نتایج دماسنجی بیوتیت سنگ‌های دگرگونی مناطق سیمین و مریانج.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

دماسنجی به روش گارنت- بیوتیت

محاسبات دماسنجی گارنت - بیوتیت بر اساس تجزیه بیوتیت‌ها و گارنت‌های هم زیست در دو نمونه هورنفلس و میگماتیت انجام شده است [۵، ۱۹-۲۶]. با فرض انتشار سریع کاتیونی و رسیدن به تعادل بین حاشیه کانی و زمینه، از قسمت حاشیه‌ای گارنت و بیوتیت برای دماسنجی استفاده شد. در این نمونه کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، گارنت و بیوتیت به عنوان کانی‌های اصلی در نظر گرفته شده‌اند. برای محاسبه دما با این روش، فشار حداکثر ۳٫۸ کیلو بار منظور شد. بر اساس دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت، میانگین دمای هورنفلس‌های منطقه مریانج با استفاده از واسنجی‌های مختلف در حدود ۵۲۴ درجه سانتی-گراد و میانگین دمای میگماتیت‌ها و هورنفلس‌های سیمین به ترتیب در حدود ۶۱۸ و ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد (جدول ۵) محاسبه شد.

فشارسنجی با استفاده از تعادل ترمودینامیکی (GPBQ)

مجموعه کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت مسکویت و کوارتز در طیف وسیعی از درجات دگرگونی، از پهنه گارنت تا سیلیمانیت پایین در سنگ‌های دگرگونی تشکیل می‌شوند. در این روش، فشار با استفاده از مجموعه کانی‌های فشارسنج GPBQ محاسبه می‌شود [۲۸،۲۷]. فشار با این روش برای میگماتیت‌های منطقه سیمین در گستره ۳٫۸۵ تا ۳٫۸۸ کیلوبار به دست آمده است (جدول ۶).

فشارسنجی با استفاده از تعادل ترمودینامیکی (GASP)

واکنش زیر که براساس فشارسنجی GASP است به طور گسترده‌ای برای سنگ‌های رخساره آمفیبولیت و گرانولیت به رفته است [۲۱، ۲۹-۳۲].



$$Sill + Qtz + Grt = An \quad (۲)$$

برای این زمین فشارسنج، ۹ نوع واسنجی متفاوت وجود دارد. از این سامانه، برای برآورد فشار در میگماتیت‌های گارنت‌دار استفاده شد. فشار با این روش برای میگماتیت‌های منطقه سیمین ۴٫۱ کیلوبار محاسبه شد (جدول ۷).

جدول ۵ داده‌های دماسنجی برپایه تبادل کاتیونی گارنت- بیوتیت هورنفلس‌ها و میگماتیت های منطقه با استفاده از واسنجی‌های مختلف در فشار ۳٫۸ Kbar (بر حسب درجه سانتی‌گراد).

واسنجی های مختلف	سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه مریانج	
Ln Kd (Gt - Bi)	۱٫۹	۱٫۸
Thompson, **76**	۵۴۷	۵۵۹
Goldman & Albee, **77**-1	۴۹۶	۵۰۵
Goldman & Albee, **77**-2	۴۷۵	۴۸۰
Holdway & Lee, **77**	۵۳۹	۵۵۰
Ferry & Spear,**78**	۵۲۲	۵۳۷
Hodges & Spear,**82**	۵۳۵	۵۵۰
Perchuk & Lavrenteva,**83**-3	۵۴۷	۵۵۶
Ganguly & Saxena,**84**-1	۵۲۹	۵۴۴
Ganguly & Saxena,**84**-2	۵۲۱	۵۳۶
Perchuk et al.,**85**	۵۵۶	۵۶۵
Indares & Martignole,**85**-1	۴۹۴	۵۰۶
Indares & Martignole,**85**-2	۵۱۰	۵۲۴
Dasgupta et al,**91**	۴۸۴	۴۹۵
Bathacharya et al.,**92**-1	۵۲۱	۵۳۰
Bathacharya et al.,**92**-2	۴۸۹	۴۹۸
میانگین	۵۱۸	۵۲۹

واسنجی های مختلف	سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین		سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه سیمین	
Ln Kd (Gt - Bi)	۱٫۶	۱٫۶	۱٫۸	۱٫۸
Thompson, **76**	۶۲۷	۶۲۵	۵۶۷	۵۶۷
Holdway & Lee, **77**	۶۰۹	۶۰۷	۵۵۷	۵۵۷
Lavrenteva & Perchuck,**81**	۶۲۴	۶۲۳	۵۸۱	۵۸۱
Hodges & Spear,**82**	۶۳۰	۶۲۸	۵۷۷	۵۷۷
Pigage & Greenwood	۶۷۰	۶۷۴	۶۵۲	۶۵۲
Perchuk & Lavrenteva,**83**-1	۶۲۸	۶۲۷	۵۸۵	۵۵۸
Perchuk & Lavrenteva,**83**-2	۶۲۰	۶۱۸	۵۷۷	۵۷۷
Perchuk & Lavrenteva,**83**-3	۶۰۳	۶۰۲	۵۶۱	۵۶۱
Ganguly & Saxena,**84**-1	۶۲۳	۶۲۱	۵۵۳	۵۵۴
Perchuk et al.,**85**	۶۰۱	۶۰۰	۵۹۰	۵۹۰
Indares & Martignole,**85**-2	۵۴۲	۵۳۹	۵۵۸	۵۵۸
williams & Garmbling,**90**	۶۸۹	۶۸۶	۶۵۱	۶۵۲
Bathacharya et al.,**92**-1	۵۶۹	۵۶۸	۵۳۲	۵۳۲
میانگین	۶۱۹	۶۱۷	۵۸۰	۵۸۰

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

جدول۶ فشار اندازه‌گیری شده میگماتیت‌های منطقه سیمین (بر حسب بار) توسط سامانه GPBQ در دمای ۵۵۰ درجه سانتی گراد [۲۸].

واسنجی‌ها	سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین	
Hoisch, 1990-Mg	۳۹۲۴	۳۹۴۸
Hoisch, 1990-Fe	۳۷۸۸	۳۸۱۱
میانگین	۳۸۵۶	۳۸۸۰

جدول۷ فشار اندازه‌گیری شده میگماتیت‌های منطقه سیمین، (بر حسب بار) توسط سامانه GASP در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، بر اساس واسنجی‌های مختلف.

واسنجی های مختلف	سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین
Newton & Haselton, 81-Sill	۳۸۸۲
Newton & Haselton, 81-And	۳۹۲۰
Newton & Haselton, 81-Ky	۴۰۴۱
Hodges & Spear, 82-Sill	۳۶۶۵
Hodges & Spear, 82-And	۳۶۸۸
Hodges & Spear, 82-Ky	۳۸۶۴
Ganguly & Saxena, 84-Sill	۳۶۴۳
Ganguly & Saxena, 84-And	۳۶۶۵
Ganguly & Saxena, 84-Ky	۳۸۴۶
Hodges & Crowley, 85-Sill	۴۱۰۱
Hodges & Crowley, 85-Sill (DV)	۴۱۳۱
Hodges & Crowley, 85-And	۴۳۶۹
Hodges & Crowley, 85-And (DV)	۴۴۰۳
Hodges & Crowley, 85-Ky	۴۳۶۳
Hodges & Crowley, 85-Ky (DV)	۴۳۸۹
Koziol, 89-Sill	۴۸۳۸
Koziol, 89-Sill	۴۳۰۸
Koziol, 89-Ky	۴۸۸۷
Koziol & Newton 88-Ky	۴۹۴۷
Koziol & Newton 88-Sill	۴۷۴۶
میانگین	۴۱۸۵

بحث

سنگ های دگرگونی مجاورتی که شامل انواع شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها هستند در اطراف توده نفوذی الوند قرار دارند. این سنگ‌ها در نتیجه تأثیر گرمایی نفوذ توده‌های بازی و اسیدی بر سنگ‌های قدیمی‌تر به وجود آمده‌اند. در منطقه مورد بررسی، دگرگونی مجاورتی بر دگرگونی ناحیه‌ای منطبق است، زیرا توده‌های نفوذی پس از دگرگونی ناحیه‌ای به منطقه تزریق شده‌اند. شیست‌ها دور از همبری مجموعه ژرف توده‌ای الوند دیده می‌شوند و با نزدیک‌شدن به توده نفوذی، پولک‌های میکا درشت‌تر می‌شوند و شیست‌وارگی متوسط تا ضعیف را نشان می‌دهند. این فرآیند نشان می‌دهد که هم دگرگونی ناحیه‌ای و هم مجاورتی بر این نشست‌ها مؤثر بوده است. سیر دگرگونی شیست‌های لکه‌دار به هورنفلس‌های آندالوزیت‌دار از حاشیه هاله دگرگونی به طرف ژرف توده به خوبی قابل مشاهده است. گاهی کیانیت در متن هورنفلس‌ها دیده می‌شود. یکی از ویژگی‌های مهم این سنگ‌ها ارتباط تنگاتنگ آن‌ها با رگه‌های کوارتز- کیانیت داری است که آن‌ها را قطع کرده‌اند.

علاوه بر شیست‌ها و هورنفلس‌ها، در برخی نقاط در منطقه همدان سنگ‌های میگماتیتی رخنمون دارند. حجم اصلی

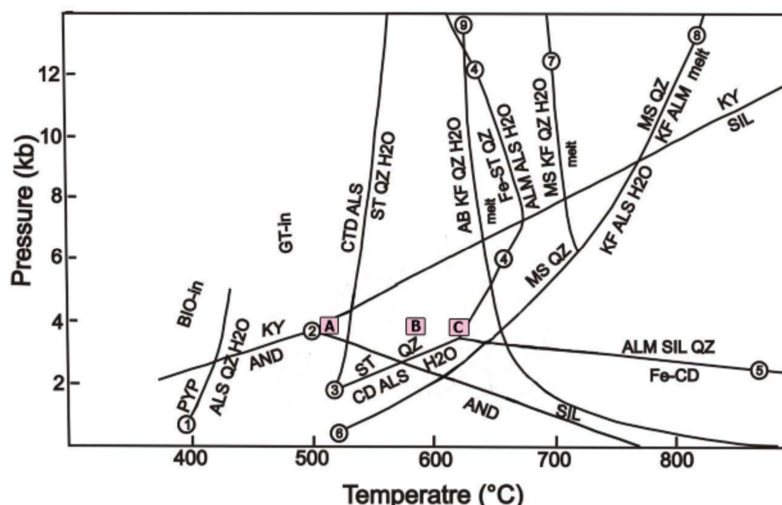
[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

میگماتیت‌های منطقه همدان را از نظر درجه ذوب‌بخشی، می‌توان در حد متاتکسیت دانست. این سنگ‌ها دارای بافت لایه‌ای هستند؛ به طوری که رگه‌های نئوسوم (لوکوسوم و ملانوسوم) نسبتاً باریک در بین لایه‌های ضخیم‌تر پالئوسوم (مزوسوم) پراکنده هستند [۱۲]. در مورد شکل‌گیری این میگماتیت‌ها اختلاف نظر وجود دارد، برخی آنها را ناحیه‌ای (برای مثال [۷]) و برخی مجاورتی (از جمله [۱۲]) دانسته‌اند و هدف ما در اینجا رد یا اثبات این نظریات نیست. البته به نظر می‌رسد که دمای محیط دگرگونی چه دما در نزدیکی توده‌های مافیک تا فلسی منطقه و چه در نتیجه گرمای دگرگونی ناحیه-ای پیش از تزریق توده‌ها به درجه ذوب‌بخشی سنگ‌ها رسیده است. به نظر می‌رسد که حضور کیانیت‌ها مربوط به بعد از اوج دگرگونی به ویژه در مناطق برشی باشد [۹]. حضور کیانیت‌های قدیمی در هاله مجاورتی توسط [۶] گزارش شده است، این کیانیت‌ها را از جمله در منطقه مریانج می‌توان دید. این کیانیت‌ها باقی مانده دگرگونی دینامیکی-گرمایی محسوب می-شوند و مؤید این نکته هستند که پهنه کیانیت در دگرگونی دینامیکی-گرمایی سپس تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته است.

تبلور و تحول کانی‌های دگرگونی در ارتباط با رژیم گرمایی پوسته زمین در زمان تشکیل آن‌هاست. گاهی هر سه نوع بلور آلومینوسیلیکات (یعنی آندالوزیت، سیلیمانیت (فیبرولیت) و کیانیت) در سنگ‌های دگرگونی همزمان با استارولیت دیده می‌شوند. با توجه به اینکه نقطه سه‌گانه پایداری این کانی‌ها دمایی حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد دارد و کمینه دمای تشکیل استارولیت حدود ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد است، همه کانی‌های نام‌برده همزمان با استارولیت تشکیل نشده‌اند. از آنجایی که رشد همزمان سه‌تایی یا دوتایی آلومینوسیلیکات‌ها در مقاطع نازک دیده نمی‌شود، می‌توان گفت که آلومینوسیلیکات‌ها در رخدادهای دگرگونی مختلف شکل گرفته‌اند. دگرگونی‌های چندریختی آلومینوسیلیکات‌ها نیازمند بازسازی کامل ساختار آلومینوسیلیکات‌هاست. از آنجاکه واکنش‌های جامد- جامد با تغییرات انرژی آزاد کمی همراه هستند، حضور بقایای نیمه پایدار یک چندریخت در منطقه پایداری یک چند ریخت دیگر امری بسیار متداول است. بنابراین هر سه چندریخت آلومینوسیلیکات را اغلب می‌توان با هم در یک مکان معین و یا حتی در یک نمونه دستی یا مقطع نازک مشاهده کرد. وفور آندالوزیت، کردیریت، سیلیمانیت و استارولیت در دگرگونی ناحیه‌ای دینامیکی-گرمایی قدیمی‌تر نشان‌دهنده رخداد یک دگرگونی کم فشار و دمای بالا در منطقه است که البته فشار آن از دگرگونی نوع آبوکوما بیشتر اما از دگرگونی نوع بارووین کمتر بوده و بسیار شبیه دگرگونی نوع بوچان است. پیشتر نیز برخی از پژوهشگران [۱۲،۶] به رشد چند مرحله‌ای بعضی از بلورهای آندالوزیت اشاره نموده‌اند. با توجه به بررسی‌های دما-فشارسنجی، فشار حاکم بر دگرگونی ناحیه‌ای دینامیکی-گرمایی همزمان با تزریق توده‌های گرانیتی به بیش از ۴ کیلوبار نیز رسیده است [۶]. ژرف توده‌هایی که در منطقه رخنمون دارند هم‌زمان و پس از دگرگونی ناحیه‌ای دینامیکی-گرمایی جایگزین شده‌اند. با توجه به مطالب گفته شده در مورد شرایط تشکیل کانی‌ها، مجموعه کانی‌های کنارزا در سنگ‌های مختلف بر شبکه سنگ‌زایی در شکل ۱۰ نمایش داده شده است [۳۳-۳۷].

در واقع کیانیت در میگماتیت‌ها به صورت نیمه پایدار (meta stable) تشکیل شده است و در تعادل کامل با سایر فازهای آلومینوسیلیکات نیست و به طور پراکنده در پهنه‌هایی در گستره‌ی میگماتیتی که گمان می‌رود پهنه‌های برشی باشند یافت می‌شود. در این سنگ‌ها به سختی می‌توان بخش‌های نئوسوم (لوکوسوم و ملانوسوم) و پالئوسوم (مزوسوم) را متمایز کرد. در واقع در میگماتیت‌های مورد بررسی دما-فشارسنجی بخش‌های لوکوسوم و ملانوسوم به دلیل عدم گسترش کافی آنها دشوار است و در نتیجه دما-فشارسنجی مزوسوم بر پایه‌ی کانی‌های موجود در آن بوده است که دما-فشارسنجی مزوسوم دماهای اندکی پایین‌تر از میگماتیت‌زایی را نشان می‌دهد و دماهای بدست آمده کمی از حد قابل انتظار برای ملانوسوم یا لوکوسوم پایین‌تر است. در واقع نتایج موید این است که کیانیت یک مجموعه در تعادل با کانی‌های سنگ مورد بررسی نیست و در حالت نیمه پایدار در کنار آنها قرار گرفته است. با توجه به نتایج دما-فشارسنجی‌های انجام شده و قرار گرفتن دما-فشار تشکیل سنگ‌های مورد بررسی در گستره چندریخت‌های گرمایی آلومینوسیلیکات (سیلیمانیت)، کیانیت موجود در سنگ‌ها در تعادل ترمودینامیکی با کانی‌های همراه خود نبوده است.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]



شکل۱۰ شرایط دما و فشار تشکیل کانی‌های کنارزا در سنگ‌های منطقه مورد بررسی در شبکه سنگ‌زایی رسوبات ورقه‌ای دگرگون شده که در آن-ها فشار کل برابر با فشار آب است (به استثنای منحنی ۸). علائم اختصاری از مرجع [۳۳]. ۱= [۳۴]؛ ۲= [۳۵]؛ ۳= گستره‌های دما– فشار پایین استارولیت آهن‌دار + کوارتز از مرجع [۳۳]؛ ۴= [۳۳]؛ ۵= [۳۵]؛ ۶= [۱۴]؛ ۷ و ۸= [۳۷]، توجه شود که منحنی شماره ۸ مربوط به شرایط خشک (بدون آب) است. ۹= [۳۳]. نقاط A و B و C موقعیت میانگین فشار و دمای بدست آمده برای نمونه های مورد بررسی را نشان می دهد. A: سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه مریانج، B: سیلیمانیت- استارولیت- کیانیت هورنفلس منطقه سیمین C: سیلیمانیت- آندالوزیت- کیانیت- استارولیت میگماتیت منطقه سیمین.

برداشت

شرایط دما- فشار تشکیل هورنفلس‌ها و میگماتیت‌های کیانیت‌دار منطقه همدان بر پایه‌ی شیمی کانی‌ها برآورد شد که بر این اساس ترکیب شیمیایی گارنت‌های منطقه در قطب اسپسارتین-آلماندین، ترکیب بیوتیت‌های منطقه در محدوده‌ی سیدروفیلیت و ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه در محدوده‌ی آندزین جای گرفتند و استارولیت‌های منطقه دارای ترکیبی غنی از آهن هستند. برای به دست آوردن دمای منطقه از دو روش دماسنجی استفاده شد: ۱-دماسنجی با استفاده از تک-کانی بیوتیت: که در این روش، بیوتیت‌های موجود در میگماتیت‌ها و هورنفلس‌های کیانیت‌دار دره سیمین به ترتیب میانگین دمایی در حدود ۶۳۳ و ۵۸۷ درجه سانتی‌گراد و بیوتیت‌های موجود در هورنفلس‌های کیانیت دار مریانج، دمای ۴۸۳ درجه سانتی‌گراد را نشان دادند و ۲- دماسنجی به روش تبادل کاتیونی زوج کانی گارنت – بیوتیت که به این ترتیب با استفاده از واسنجی‌های مختلف، میانگین دمای هورنفلس‌های کیانیت‌دار منطقه مریانج در حدود ۵۲۴ درجه سانتی‌گراد و میانگین دمای میگماتیت‌ها و هورنفلس‌های کیانیت‌دار دره سیمین به ترتیب در حدود ۶۱۸ و ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد. در نهایت فشار به دست آمده برای میگماتیت‌های منطقه در فشارسنجی با سامانه GPBQ، در حدود ۳/۸ کیلوبار و در فشارسنجی با استفاده از تعادل ترمودینامیکی (GPAQ یا GASP)، در حدود ۴/۱ کیلو بار محاسبه شد. با توجه به قرار گرفتن دما-فشار تشکیل سنگ‌های مورد بررسی در گستره چندریختی‌های گرمایی آلومینوسیلیکات (سیلیمانیت)، کیانیت موجود در سنگ‌ها در تعادل ترمودینامیکی با کانی‌های همراه خود نبوده است.

مراجع

[1] Powell R., *"Equilibrium Thermodynamics in Petrology, An Introduction"*, Harper & Row, London (1978).

[2] Ferry J. M., Spear F. S., *"Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib"*, Contributions to Mineralogy and Petrology (1978) 66, 113–117.

[3] Spear F. S., *"Metamorphic phase equilibria and pressure- temperature time paths"*, Mineralogical Society of America. Monograph (1992).

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]

sapphirine-bearing granulites from the Gruf Complex, Italian Central Alps", Journal of Petrology (1984) 25, 766-803.

[17] Henry D.J., Guidotti, C.V., *"Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications"*, American Mineralogist (2002) 87 375-382.

[18] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms",* American Mineralogist (2005) 90, 316-328.

[19] Thompson A. B., *"Mineral reaction in olitic rocks: 1 Prediction in P–T–X (Fe–Mg) phase relations. II. Calculations of some P–T–X (Fe–Mg) phase relations"*, American Journal of Science (1976) 276, 401-454.

[20] Goldman D. S. Y., Albee A.L., *"Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with $^{18}O/^{16}O$ partitioning between quartz and magnetite",* American Journal of Science (1977) 277, 750-767.

[21] Hodges K. V. Y., Spear F. S., *"Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire",* American Mineralogis (1982) 67, 1118-1134.

[22] Perchuk L. L. Y., Larent'eva I. V., *"Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: S.K. Saxena (Ed) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions",* Advances in Physical Geochemistry (1983) 3, 199-239.

[23] Ganguly J., Saxena S. K., *"Mixing properties of aluminosilicate gamets: constraints from natural and cxperimental data, and applicationst o geothermo-barometry",* American Mineralogist (1984) 69, 88-97.

[24] Perchuk L. L., Aranovich L. Ya., Podlesskii K. K., Lavrenteva I. V., *"Precambrain granulites of the Alden Shield, eastern Siberia USSR",* Journal Metamorphic Geololgy, (1985) 3, 265–310.

[25] Indares A. Y., Martignole J., *"Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite",* American Mineralogist (1985) 70, 272-278.

[4] Ghent E. D., Stout M. Z., *"Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotitegarnet-muscovite assemblages",* Contribiutions to Mineralalogy and Petrolology (1981) 76, 92-97.

[5] Bhattacharya A., Mazumdar A. C., Sen S. K., *"Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implication for cordierite–garnet geothermometry in granulites",* American Mineralogist (1992) 73, 338–344.

[6] Sepahi A. A., Whitney D. L., Baharifar A. A., *"Petrogenesis of andalusite- kyanite- silimanite veins and host rocks, Sanandaj- Sirjan metamorphic belt",* Journal of Metamorphic Geology (2004) 22, 119- 134.

[7] Baharifar A. A., "*Petrology of metamorphic rocks of the Hamedan region*", Ph. D. Thesis, Tarbiat-Moallem University (2004), 218 P.

[8] Sepahi A. A., Cavosie A., "*Isotope thermometry of quartz-aluminosilicate veins of Hamedan area using oxygen stable isotopes*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (2005) 13, 245-258.

[9] Molaee-Yeganeh T., "*The study of controlling factor of distribution of kyanite in metamorphic and plutonic rocks of the Hamedan region*", M. Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University (2008), 148 P.

[10] Saki A., moazzen m., Oberhansli R., *"Mineral chemistry and thermobarometry of the staurolite-chloritoid schists from Poshtuk, NW Iran",* Journal of Geological Magazine (2012) 6, 1077 - 1088.

[11] Mohajjel M., Sahandi M., "*Evolution of northwest of Sanandaj-sirjan zone and introduction of new sub-zones*", Geosciences Quarterly (1999) 16, 31-32.

[12] Sepahi A. A., "*Petrology of Alvand plutonic complex with special reference to granitoids*" Ph. D. Thesis, Tarbiat-Moallem University (1999), 325 P.

[13] Kretz R., *"Metamorphic crystallization"*, John Wiley & Sons (1994) 507 p.

[14] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J*., "An Introduction to the Rock Forming Minerals",* Longman, London (1992).

[15] Dale J., Holland T. J. B., *"Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-P rock from the Adula Nappe, Central Alps",* Journal of Metamorphic Geology (2003) 21, 813-829.

[16] Droop G.T.R., Bucher-Nurminen K., *"Reaction textures and metamorphic evolution of*

equilibrium experiments", Contributions to Mineralogy and Petrology (1989) 103, 423-433.

[32] Koziol A. M. Y., Newton R. C., *"Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer"*, American Mineralogist (1988) 73, 216-223.

[33] Yardly B.W.D., *"An introduction to metamorphic petrology"*, Longman (1991) 248 p.

[34] Kerrick D.M., Spear J.A., *"The role of minor element solid solution on the andalusit-silimanit equilibrium in metapelites and peraluminous granitaids"*, American Journal of Science (1988) 288, 152-192.

[35] Holdoway M.J., *"Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram"*, American Journal of Science (1971) 271, 881–892.

[36] Ganguly J., *"Chloritoid stability and related parageneses: theory experiments and applications"*, American Journal of Science (1996) 267, 910-944.

[37] Thompson A.B., *"Calc–silicate diffusion zones between marble and politic schist"*, Journal of Petrology (1975) 16, 314-346.

[26] Dasgupta S., Sengupta P., Guha D., Fukuoka M., *"A refined garnet–biotite Fe–Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites"*, Contributions to Mineralogy and Petrology (1991) 109, 130–137.

[27] Reche J., Martinez Francisco J., *"An Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks"*, Computers & Geosciences (1996) 22, 775-784.

[28] Hoisch T. D., *"Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase, and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 108 (1990) 43-54.

[29] Newton R. C. Y., Haselton H.T., *"Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. In: R.C. Newton A. Navrotsky, and B. J. Wood (Eds) "Thermodynamics of Minerals and Melts"*. Advances in Physical Geochemisty (1981) 1, 129-145.

[30] Hodges K. V. y., Crowley P. D., *"Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems"*, American Mineralogist (1985) 70, 702-709.

[31] Koziol A. M., Newton R. C., *"Grossular activity-composition relationships in ternary garnets determined by reserved displaced-*

[DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3]